新疆博尔塔拉河中游地表水与地下水转化关系及原因

高福翔[1,2,3]，　徐东升[4]，　周金龙[1,2,3]，　周　龙[1,2,3]

（1. 新疆农业大学水利与土木工程学院,新疆 乌鲁木齐　830052；2. 新疆水文水资源工程技术研究中心，新疆 乌鲁木齐　830052；3. 新疆水利工程安全与水灾害防治重点实验室,新疆 乌鲁木齐　830052；4. 中水北方勘测设计研究有限责任公司,天津　300222）

摘　要：新疆博尔塔拉河流域水资源短缺且时空分配不均,定量计算出中游不同河段、不同时段地表水与地下水的转化量,对地下水开采与回补、地表水与地下水优化配置具有重要意义。基于2021年12月1日—2022年11月30日博尔塔拉河中游5个监测断面的逐日测流资料,运用河道径流分析法,结合P-III(Pearson-Ⅲ)型分布频率曲线、各监测断面来水量对比图和水文地质剖面图等对地表水与地下水转化进行了定量分析,并对渗漏河段入渗率与来水量关系进行了拟合。结果表明:(1) 5个监测断面中,博乐水文站年来水量最多,查乡大桥监测断面年来水量最少。(2) 博尔塔拉河中游2021年12月1日—2022年11月30日来水处于平水年份。(3) 博尔塔拉河中游上段,地下水转化补给地表水;中段昆得仑渠首-查乡大桥段地表水大量入渗补给地下水,入渗系数为0.67,入渗率与来水量呈显著负相关关系;下段,地下水再次溢出地表。博尔塔拉河中游河段共经历了3次地表水与地下水转化,总体表现为地下水溢出补给地表水。

关键词：地表水；地下水；转化关系；河道径流分析；博尔塔拉河流域

地表水和地下水(SW-GW)是相互关联的水文连续体,具有紧密耦合的水力联系和频繁的相互转化,两者之间水交换的定量计算是水文地质等领域研究的热点和难点[1-2],是流域尺度水量收支的组成部分,也是地表水和地下水联合调度的重要内容[3-4]。研究热点主要有地表水和地下水循环的时空过程、河床下层"底流区"的水量和物质能量交换、不同自然因素和人类活动对河流-含水层水量交换的定量影响评价(本文考虑了不同季节、不同河段等自然因素及引水灌溉等人为条件,对地表水与地下水转化进行了定量分析)等[2];研究难点主要为地表水与地下水转化过程机理涉及多维度、多因素、空间变异性和水力特性、不同尺度的综合影响,存在许多复杂的水文过程[5];研究方法主要有直接水量测量、间接实验法、水量平衡法和基于达西定律的研究方法[6]。其中水量平衡法包括多断面流量观测(本文所采用的研究方法)、河道径流分割、同位素技术等[2],该方法较为灵活,可结合多种信息源数据进行分析推算,实际应用较为广泛。当前多数研究将直接水量测量法、间接实验法、水量平衡法等研究方法与实验法、解析法和数值模型法[7]开始进行综合研究。

新疆博尔塔拉河(以下简称"博河")位于我国干旱与半干旱区的西北地区,流域水资源短缺且时空分配不均[8-9],地下水超采严重。丰水期,河流渗漏补给地下水;枯水期,地下水以基流的形式向河道进行排泄。随着水利工程的不断建设,水资源时空分布不均、供需矛盾等问题得以改善[2]。但与此同时,水利工程的修建也干扰了地表水-地下水系统[2],且水资源开发利用中更多的着眼于地表水资源或地下水资源,地表水与地下水的转化关系常常

收稿日期：2023-04-28；　**修订日期**：2023-07-09
基金项目：中水北方勘测设计研究有限责任公司委托项目"新疆温泉地下水库水文地质条件分析及调蓄过程数值模拟专题研究"(ZSBF-WT202106)
作者简介：高福翔(1996-),男,硕士研究生,主要研究方向为地下水流数值模拟. E-mail: 1084564084@qq.com
通讯作者：周金龙. E-mail: zjzhoujl@163.com

被忽略，而解决一个地区水资源短缺的有效途径就是合理开发利用水资源[10]。雷米等[11]、郝帅等[12]运用稳定同位素技术，对博河流域、艾比湖流域（博河为该湖的主要补给来源之一）地表水与地下水转化关系进行了定性分析，结果表明博河流域地表水与地下水转化频繁；秦国强[13]对博河上游水文地质条件、地下水资源量等做了研究，表明该地区开采地下水对区域地下水位影响较小；丁启振等[14]对博河上游河谷地区地表水与地下水化学特征及水质状况开展了研究，表明博河上游河谷地带水质状况良好，适合生活引用及农业灌溉。但该地区目前尚未对地表水与地下水转化进行量化分析，无法为后续地下水库的开采与回补方案设计提供数据支撑，因此准确掌握不同河段、不同时段地表水与地下水的转化量显得尤为重要。

通过水文监测断面的流量监测数据，对博河不同河段、不同时段的地表水与地下水水量转化进行定量计算，并对其成因进行简要分析。从理论层面，为西北内陆地区河谷型地表水与地下水转化关系研究提供参考案例；从实际层面，为博河流域水资源利用规划和地表水与地下水优化配置提供科学依据，以期至2030年实现地下水位动态平衡。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

博河流域地处欧亚大陆腹地，远离海洋，其发源于别珍套山和阿拉套山汇合处的洪别林达坂，河流主要接受冰、雪水、降雨、地下水混合补给。河长约252 km，河网密度约0.176，自西向东流。流经温泉县、博乐市，最后向东注入艾比湖，是艾比湖的主要补给来源[15]。流域内降水稀少、蒸发强烈，是典型的大陆性干旱、半干旱气候[16]。年平均气温3.5~6.0 ℃，年均降水量为180.0 mm，年均蒸发量为1569.2 mm[11]。以温泉县和博乐市为界，将博河划分成上游、中游和下游。温泉站实测多年平均径流量为$3.19×10^8$ m^3（温泉站1960—2018年资料），随着流程加长及各支流的汇入，博乐站实测多年平均径流量为$4.99×10^8$ m^3（博乐站1957—2018年资料）[17]，因而博河具有明显的泉水河特点。

博河地处北天山褶皱带和别珍套山褶皱带所组成的谷地之间，沿着谷地，自西向东依次为沙尕提山前断陷盆地、温泉隆起、昆得仑断陷盆地、博乐断隆、精河山前断陷盆地，特征见表1[18-19]。谷地平原南部为别珍套山、汗吉尕山和科古琴山，北部为阿拉套山，谷地地形具有三面环山、一面开阔呈喇叭形的特点，地貌特征大致由南北两侧山地、中部博尔塔拉谷地和东部艾比湖盆地这三个较大的地貌单元组成（图1），因此，博河汇集了谷地的地表水和地下水。河流雨季流量较大，旱季水量逐渐减少，至旱季末期，有断流情况。谷地中游地下水类型为孔隙潜水，赋存于第四系松散地层的河漫滩砂卵砾石孔隙内，含水层厚度大于100 m，主要接受大气降水补给、河道补给、地下水侧向补给和灌溉渗漏补给。地下水量较为丰富，埋深约16.6~26.45 m。由于独特的地形地貌、地层岩性[20]、地质构造[21-22]，谷地形成了众多的断陷与隆起，致使流域地表水地下水转化频繁。

本文以博河温泉水文站、昆得仑渠首测流断面、查乡大桥测流断面、87团电站引水渠首测流断面、博乐水文站5个监测断面（图2）2021年12月—2022年11月（近似为2022年一个完整水文年）的测流资料为基础，计算温泉水文站、博乐水文站2022年来水频率，计算5个水文断面4个不同河段、不同

表1 博河流域地质构造单元及其对地下水的控制意义

Tab. 1 Geological structural unit and its control significance to groundwater in Bortala River Basin

名称	位置	展布方向	性质	组成物	岩性厚度	对地下水的作用
沙尕提山前断陷盆地	温泉县以西	EW	山前断陷盆地	上更新统-全新统冲洪积物	砂砾、卵砾厚上百米	渗漏、储存
温泉隆起	温泉县附近	近NS	基岩隆起	石炭系区域变质岩	石英岩、石英砂岩	阻挡潜水流动，造成地下水补给河流
昆得仑断陷盆地	温泉-小营盘	EW	博尔塔拉断凹	上更新统-全新统冲洪积物	砂砾、卵砾亚砂土	渗漏、储存
博乐断隆	博乐-乌图布拉格	NE	基岩隆起	上部为冲积层，下伏基岩	冲积物18.9~60 m，下为花岗闪长岩，厚50~200 m	基岩阻挡潜水运动，西侧地下水溢出，东侧大量渗漏

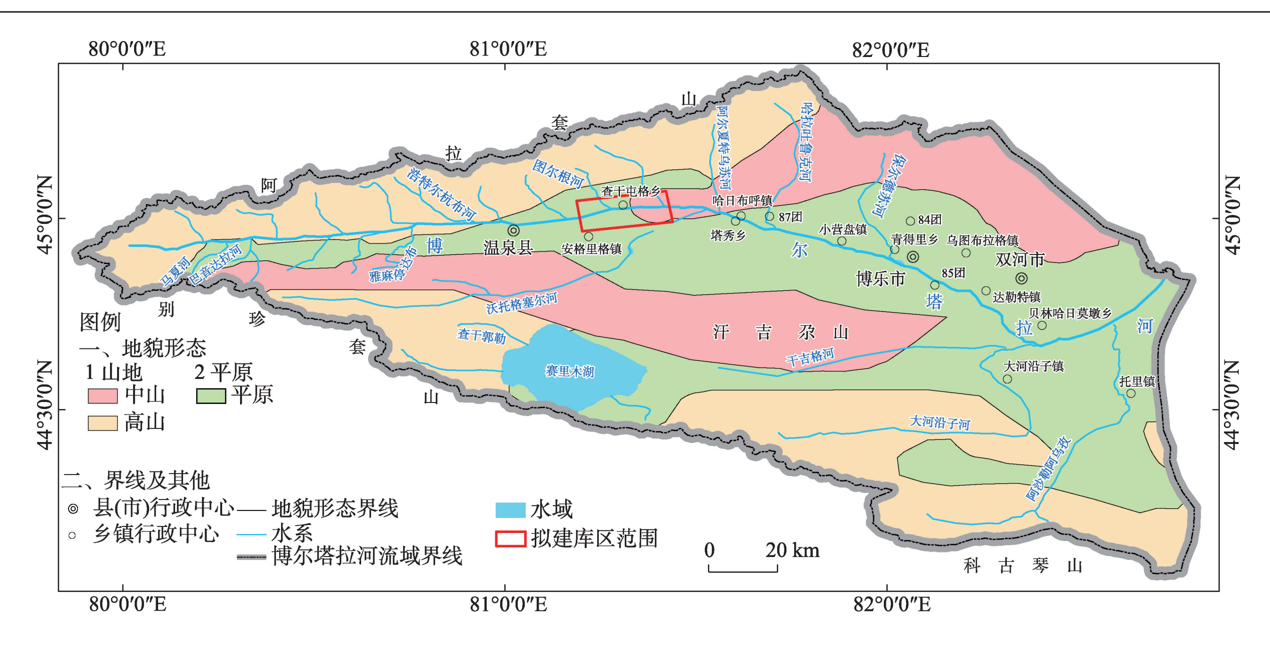


图1 博河流域地貌分区

Fig. 1 Geomorphological zoning of Bortala River Basin

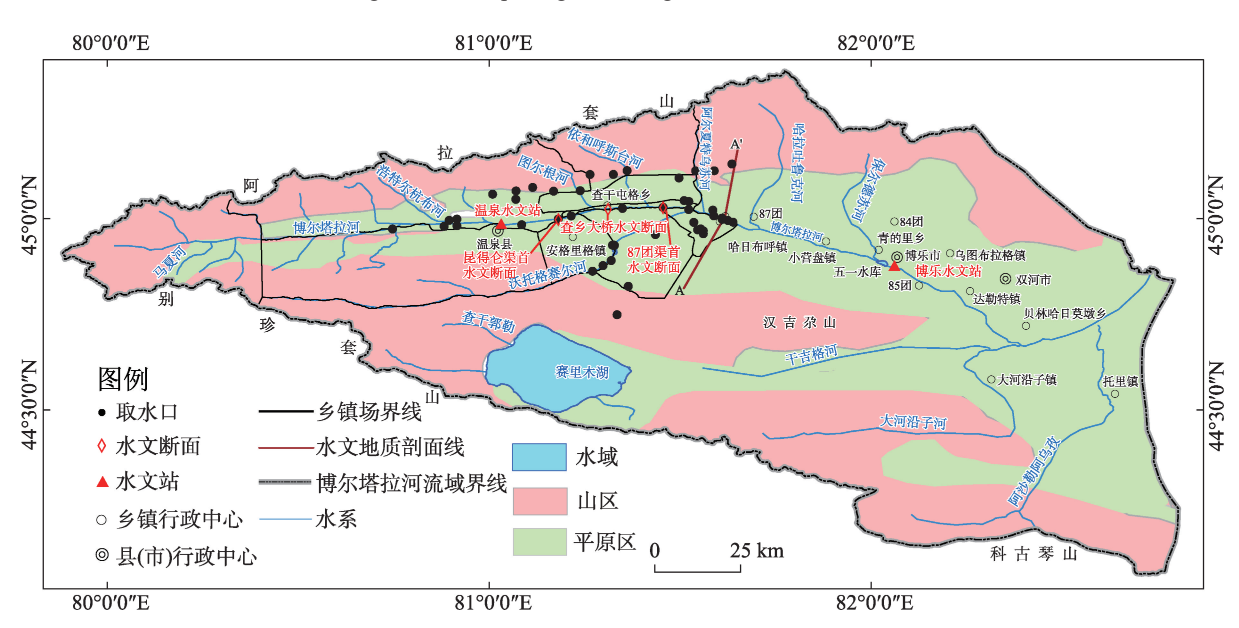


图2 水文站、水文监测断面、温泉县灌区取水口、水文地质剖面分布

Fig. 2 The distribution of hydrology station, hydrologic monitoring section, irrigation water intake in Wenquan County and hydrogeological profile

时段的转化量,建立入渗河段的入渗量与来水量间的拟合方程。其次,由于地下水埋深较大、地下水位变幅较小(地下水埋深在亚马特一带较深,约为20 m,至温泉一带溢出地表;昆得仑渠首-查乡大桥一带埋深变为20 m左右;查乡大桥-博乐水文站均为地下水溢出段。昆得仑渠首地下水位为1168.40~1169.69 m,变幅为1.29 m;查乡大桥地下水位为1026.77~1028.57 m,变幅为1.80 m),地下水流场变化不大,可以认为地下水位埋深与地下水流场变化对地表水与地下水转化影响不显著。因此,本文暂未考虑地下水埋深与地下水流场的影响。

1.2 数据来源

本文所用5个水文监测断面(图2)2021年12月—2022年11月的测流资料由中水北方勘测设计研究有限责任公司委托博州水文勘测局完成,测流资料为一个完整水文年,其中包括丰水段、平水段和枯水段,且丰、枯水段大致对称分布。高程数据来自中水北方勘测设计研究有限责任公司。

1.3 研究方法

1.3.1 水文频率适线法　1984年，英国统计学家Pearson提出了P-Ⅲ型曲线。此后，我国水文频率分析计算中规定以P-Ⅲ型曲线为通用线型，均值、变差系数和偏态系数为待定参数，其基本符合水文现象的一般规律，可靠性高，与资料配合较好[23-25]。将2021年12月—2022年11月温泉水文站、博乐水文站逐日测流数据按照从大到小进行排序，运用水文频率分布曲线适线软件绘制P-III型分布频率曲线，讨论两个水文站来水年份的水平。计算公式如下：

在n天实测流量系列中，按大小顺序排位的第m天流量的经验频率为：

$$p_m = \frac{m}{n+1},\ \ m = 1, 2, 3, \cdots, n \tag{1}$$

1.3.2 河道径流分析法　依次分析博河中游上、中、下段不同时段地表水与地下水的转化量，计算中游入渗河段的入渗系数，建立入渗率-来水量拟合方程。

河水渗漏量、地下水出流量为下监测断面日监测流量与上监测断面日监测流量的差值。

河段入渗量取决于河道的来水量、河道长度及河道水量损失等特性。可用以下关系式表达：

$$W = K \cdot s \tag{2}$$

式中：W为河道区段入渗量（$10^4\ m^3$）；s为河道区段来水量（$10^4\ m^3$）；K为河段入渗系数。

1.3.3 河段河流水面蒸发量

$$V = 0.1\alpha AZ \tag{3}$$

式中：V为水面蒸发损失（$10^4\ m^3$）；α为蒸发折算系数；A为河段水面面积（km^2）；Z为蒸发总量（mm）。

1.3.4 河道渗漏补给系数与单位河长耗水量的计算

$$C_v = \frac{S_K}{\bar{K}} \tag{4}$$

式中：S_K为标准差；$\bar{K}$为平均渗漏补给系数。

$$\text{逐日河道渗漏补给系数} = \frac{\text{相邻水文断面逐日渗漏量}}{\text{上断面逐日来水量}} \tag{5}$$

通过以上计算公式，即可求得逐日河道渗漏补给系数，将所有逐日河道渗漏补给系数求均值，即得平均河道渗漏补给系数。

$$\text{单位河长耗水量} = \frac{\text{相邻水文断面来水量差值}}{\text{河段长度}} \tag{6}$$

通过以上计算公式，即可求得逐日单位河长耗水量，将所有逐日单位河长耗水量求均值，即得平均单位河长耗水量。

2 结果与分析

2.1 水文监测断面测流

根据测流数据，得到5个水文监测断面（图2）测流结果（图3），2021年12月1日—2022年11月30日5个断面的水量（表2）分别为：温泉水文站$3.21\times10^8\ m^3$、昆得仑渠首$2.69\times10^8\ m^3$、查乡大桥$1.1\times10^8\ m^3$、87团电站引水渠首$1.97\times10^8\ m^3$、博乐水文站$4.38\times10^8\ m^3$。其中，温泉水文站-昆得仑渠首河段引水量$0.52\times10^8\ m^3$，昆得仑渠首-查乡大桥河段渗漏量$1.59\times10^8\ m^3$，查乡大桥-87团电站引水渠首河段出流量$0.87\times10^8\ m^3$，87团电站引水渠首-博乐水文站河段出流量$2.41\times10^8\ m^3$。

2.2 温泉水文站与博乐水文站来水频率

分别绘制温泉水文站与博乐水文站P-III型来水频率曲线（图4）。通过流量平均值，可反推得温泉水文站来水频率为33.13%（偏枯年份，接近平水年份）；博乐水文站来水频率为49.60%（平水年份），两水文站来水频率接近P=50%。经验证，温泉水文站2022年年径流量为$3.21\times10^8\ m^3$，与平水年（2001年，1960—2018年资料）年径流量$3.16\times10^8\ m^3$接近；博乐水文站2022年年径流量为$4.38\times10^8\ m^3$，与平水年（1993年，1957—2018年资料）年径流量$4.86\times10^8\ m^3$较为接近。因此，认为博河中游2021年12月1日—2022年11月30日（近似为2022年）来水基本处于平水年份的水平。

2.3 不同河段转化量

研究区位于博河中游段，根据监测流量特性，将研究河段分为上、中、下三段，即温泉水文站-昆得仑渠首监测断面为中游上段；昆得仑渠首监测断面-87团电站引水渠监测断面为中游中段；87团电站引水渠监测断面-博乐水文站为中游下段。

2.3.1 博河中游上段转化量　由图5可以看出，博河河水与地下水的转化关系可以总结为“三进三出”。博河谷地的3个断陷盆地，使上游牙马特、中游昆得仑及下游胡屯地区形成了3个潜流段。河水通过这些潜流段时大量进入地下，造成地表断流。博河中游上段位于“一出”至“二进”段，其原因是当地下径流向东至温泉县附近时，由于河谷基底隆

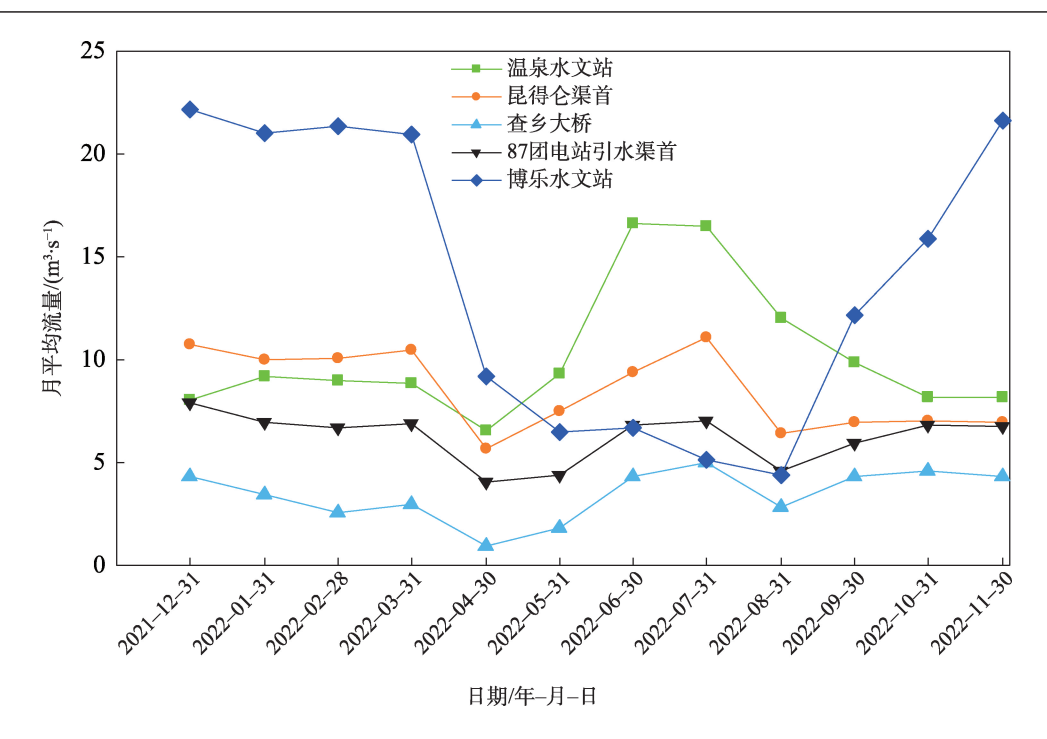


图3 各断面月平均流量过程线

Fig. 3 Monthly average flow process line of each section

表2 各水文监测断面流量

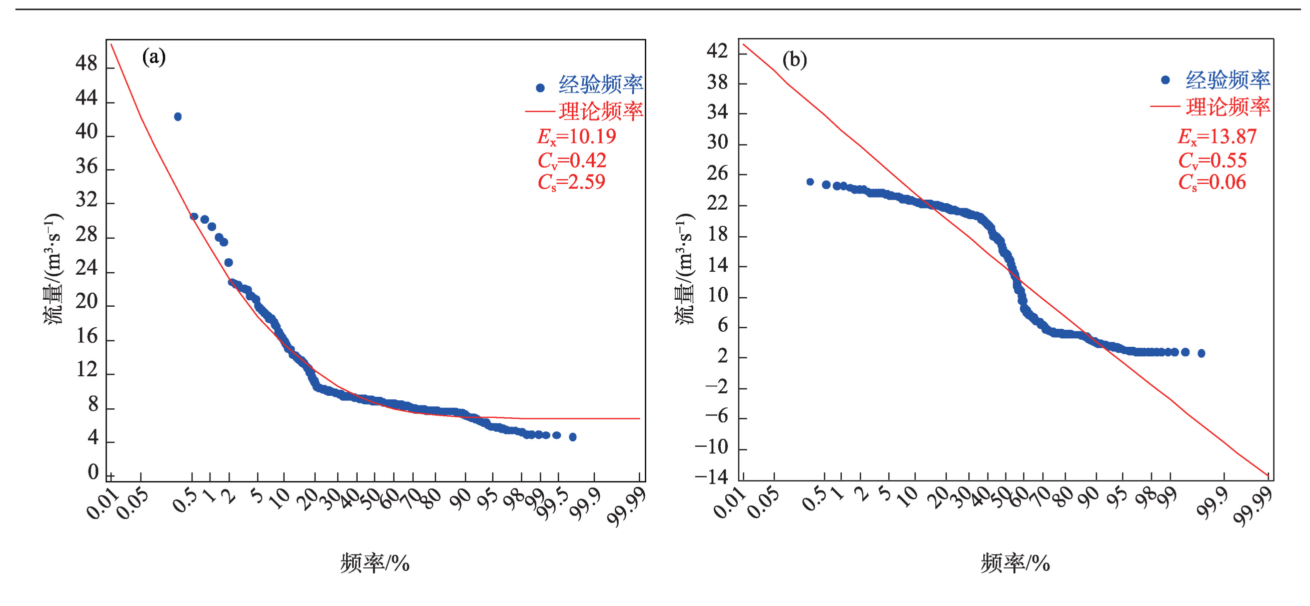
Tab. 2 The flow of each hydrological monitoring section /10^4 m^3

日期/年–月	温泉水文站	昆得仑渠首	查乡大桥	87团电站引水渠首	博乐水文站	温泉水文站–昆得仑渠首	昆得仑渠首–查乡大桥	查乡大桥–87团电站引水渠首	87团电站引水渠首–博乐水文站
2021–12	2147	2866	1164	2117	5942	–719	1702	–953	–3825
2022–01	2455	2677	922	1863	5629	–222	1755	–941	–3766
2022–02	2167	2425	620	1624	5168	–258	1805	–1004	–3544
2022–03	2368	2802	807	1853	5613	–434	1995	–1046	–3760
2022–04	1694	1472	250	1050	2389	222	1222	–800	–1339
2022–05	2499	2063	525	1185	1737	436	1538	–660	–552
2022–06	4316	2433	1115	1775	1729	1883	1318	–660	46
2022–07	4414	2995	1354	1885	1367	1419	1641	–531	518
2022–08	3219	1678	730	1229	1170	1541	948	–499	59
2022–09	2548	1806	1127	1548	3150	742	679	–421	–1602
2022–10	2183	1891	1234	1821	4261	292	657	–587	–2440
2022–11	2122	1801	1120	1747	5596	321	681	–627	–3849
合计	32132	26909	10968	19697	43751	5223	15941	–8729	–24054

注:“+”表示河水渗漏量;“–”表示地下水出流量。

起,地下水位抬升,致使地下水溢出。雷米等[11]利用同位素及水化学特征,认为河水受到了潜水和支流河水补给,采样点S5处补给比例分别为70.9%和1.0%。

研究区位于博河中游灌区,依据博河流域灌溉用水特点,将2021年12月—2022年11月划分为非灌溉期(12月—次年3月)和灌溉期(4—11月,其中6—8月为灌溉用水高峰期)。中游上段总体处于地下水转化补给地表水,致使昆得仑渠首监测断面流量增加(表2)。在水面蒸发忽略不计的情况下,非灌溉期地下水补给地表水水量约为1.63×10^4 m^3。随着丰水期、灌溉期的到来,温泉水文站来水量呈显著增加趋势,但昆得仑渠首来水量反而呈波动式下降趋势(图6a),其原因为温泉县以东引水灌溉。



注:E_x为均值;C_v为离势系数;C_s为偏态系数

图4　温泉水文站(a)、博乐水文站(b)来水频率

Fig. 4　Inflow frequency of Wenquan hydrological station (a) and Bole hydrological station (b)

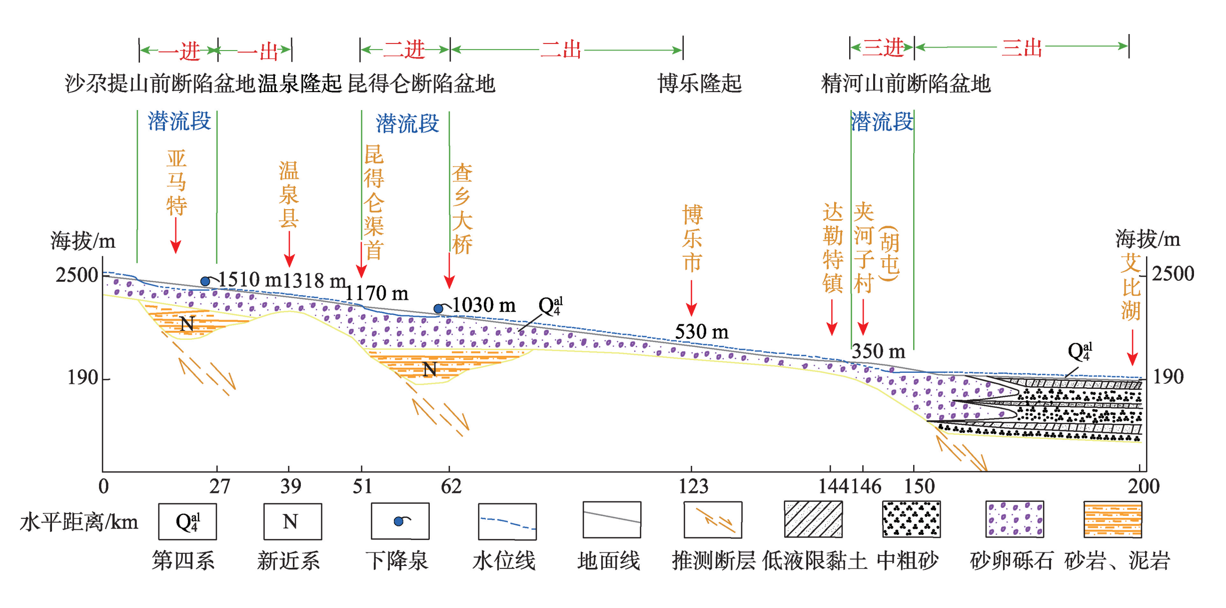


图5　博尔塔拉河谷地质纵剖面

Fig. 5　Geological profile of the Bortala Valley

2.3.2　博河中游中段转化量

(1) 河段入渗系数

河道水流推进速度主要取决于来水流量、河道槽蓄特性、河床入渗能力[26]等因素,一般河道槽蓄特性通常不变,而河床入渗能力既受河道流量影响,又受河床底部地下水顶托的影响,变化较复杂。

(2) 区间耗水量随时间分布特征

河道径流过程中,除少部分地表水消耗于河水面蒸发外,绝大部分补给了河道两侧的地下水[26]。以温泉水文站–昆得仑渠首河段为例,依据公式(3)计算出温泉水文站–昆得仑渠首河段河流水面蒸发量,温泉水文站–昆得仑渠首河段水面面积为4.0 km²(数据源于天地图GS(2022)3124号),年均蒸发量为1569.2 mm,蒸发折算系数α=0.62[27]。因此全年水面蒸发量V=389×10⁴ m³,远远小于温泉水文站年来水量32132×10⁴ m³。同理,昆得仑渠首–查乡大桥河段水面面积为3.2 km²,全年水面蒸发量V=311×10⁴ m³,远远小于昆得仑渠首年来水量26909×10⁴ m³;查乡大桥–87团渠首河段水面面积为1.5 km²,全年水面蒸发量V=146×10⁴ m³,远远小于查乡大桥年来水量

10968×10^4 m^3；87团渠首-博乐水文站河段水面面积为8.8 km^2，全年水面蒸发量V=856×10^4 m^3，远远小于87团渠首年来水量19697×10^4 m^3。其次，博河河道为谷地地形，水面蒸发量较小。因此，不同监测断面间水量计算时忽略了蒸发量的影响。河流主要以冰雪融水和地下水补给为主，含沙量小（多年平均含沙量为0.218 kg·m^{-3}），不会影响地表水下渗[28]，故未考虑下垫面性质对地表水下渗的影响。

从河段耗水量随时间分布可知（图6b），昆得仑渠首-查乡大桥河道耗水量在12月—次年3月稳定渗漏，进而在查乡大桥-87团电站段地下水溢出量呈现平稳增加的趋势；随着进入枯水与汛期交替的4—8月，查乡大桥断面多出现河道断流现象（全年共计断流50 d，分布于4—8月），致使溢出段溢出水量降低，虽然5—7月河道渗漏量有所增加，但受制于滞后效应，无法及时响应下游河段溢出水量的增加。

（3）河段入渗量与河道来水量关系

由图7可知，渗漏补给系数主要在0.35~1，由于4—11月渗漏补给系数波动范围较大，无法计算可靠的渗漏补给系数，故选取12月—次年3月作为参考值。

利用公式（4）变异系数对2021年12月—2022年3月逐日昆得仑渠首-查乡大桥渗漏补给系数变化进行稳定性分析，通过计算得到C_v=0.12<0.15，表明2021年12月—2022年3月昆得仑渠首-查乡大桥渗漏补给系数变化稳定。

依据公式（5）得出昆得仑渠首-查乡大桥渗漏

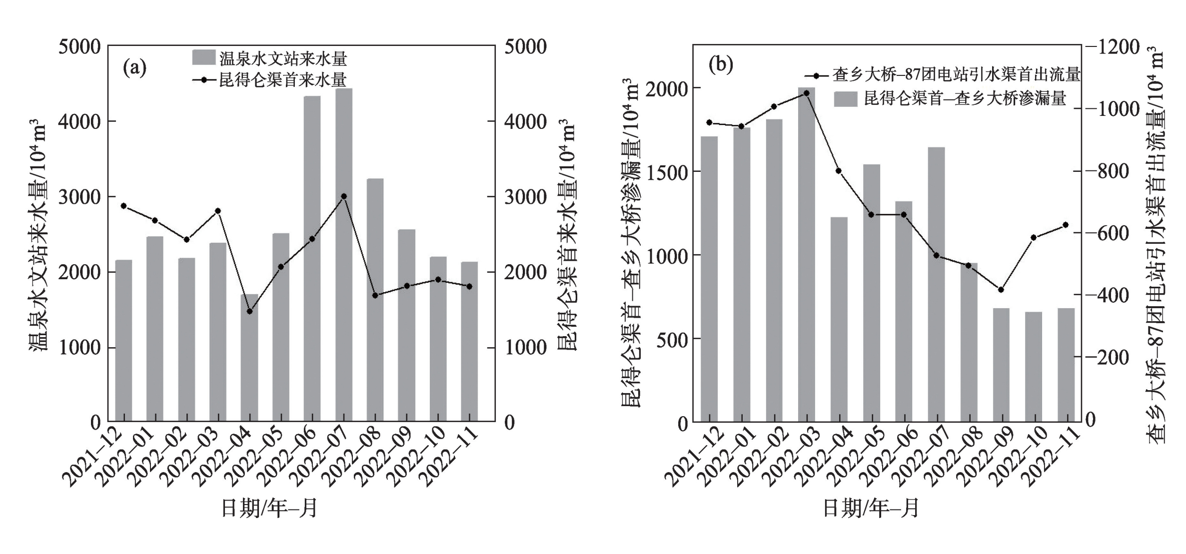


图6 不同监测断面间来水量（耗水量）对比

Fig. 6 Comparison of water inflow (water consumption) between different monitoring sections

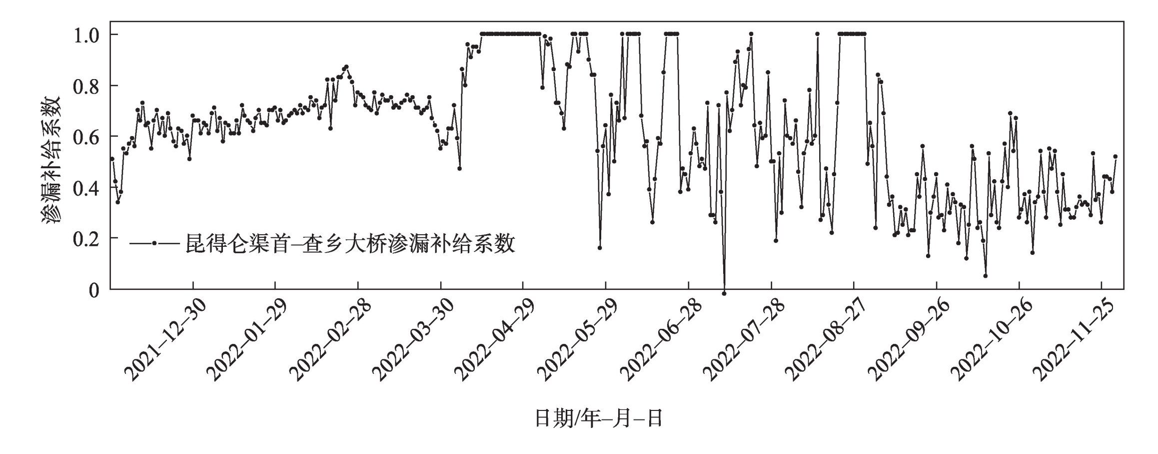


图7 昆得仑渠首-查乡大桥段2021年12月—2022年11月逐日渗漏补给系数

Fig. 7 Daily leakage recharge coefficient of the Kundelun Canal Head to Chaxiang Bridge section from December 2021 to November 2022

补给系数为0.67。该河段长度约为12 km,依据公式(6)得出单位河长耗水量为0.581 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$。昆得仑渠首–查乡大桥段地表水补给地下水1.59×10^8 m^3,由于地下水径流的滞后性,致使查乡大桥监测水量减少,即为“二进”段;查乡大桥–87团电站段地下水补给地表水8.73×10^4 m^3,即查乡大桥为“二出”起点段,其原因为昆得仑渠首–查乡大桥河段地形地貌(河面宽度由200 m增加至2000~3000 m,入渗面增大)、地层岩性(以第四系冲洪积物为主,属强透水层)、地质构造(拥有存储地下水的巨大空间)及水文地质条件(地下水埋深约为20 m)均有利于地表水入渗补给地下水。

2.3.3 *博河中游下段转化量* 87团电站引水渠监测断面–博乐水文站表现为地下水转化补给地表水,其主要原因由于河床下部基岩面抬升和两岸洪积扇挤压使地下水径流断面明显减少,导致地下水位升高。非灌溉期,地下水补给地表水1.49×10^8 m^3;灌溉期,由于灌溉渠道引水,致使博乐水文站来水量减少,其中灌溉高峰期6—8月来水量少于87团电站引水渠监测断面来水量。

87团电站引水渠监测断面以东的哈日布呼镇东侧,博河左岸山前平原与阿拉套山之间为古近系–新近系组成的前山构造带[29–30](图8),阿拉套山基岩裂隙水丰富,形成地表径流,在前山带转化为地下径流,地下径流至前山构造处时,由于基岩隆起,造成壅水,部分以泉水或沼泽溢出形式转化为地表水,大部分地下水径流通过前山构造带的缺口,进入山前平原,形成“山前带型地下水”,通过径流循环后排泄到博河。博河右岸,山脉直接与山前平原相接,两者之间没有隔水屏障,山区基岩裂隙水可以直接注入山前平原,即使地表没有河流和山溪水流,也有山前平原地下水排泄至博河,致使博河中游下段水量急剧增多(表2)。由于独特的地质构造、水文地质条件,董新光等[29]采用系统分析的方法,构建了水资源模型,明晰了中游地表水与地下水转化关系,为计算和评价水资源转换的复杂系统提供了一种新的计算方法。

2.3.4 *博河中游转化量* 博河流域冬季11月—次年3月,无地表径流汇入,降雪量较少且不融化形成地表径流[18],所以博河中游段在冬季径流为地下水转化补给形成。温泉水文站冬季径流量为0.68×10^8 m^3,而博乐水文站冬季径流量为1.67×10^8 m^3,其原因为地下水的转化补给作用、地下水形成的补给量较大且作用时间较长。王月健[31]采用小波分析、非参数检验等方法得出博乐水文站出流量受温泉水文站入流量的控制,从温泉水文站到博乐水文站径流的集中期滞后近4个月[32],加之博河两岸山前地下水补给,致使博乐水文站冬季径流量增加。

2.4 博河中游中段入渗率与来水量关系

由于博河中游上段温泉水文站灌溉期引水量较大,人为干扰河段地表水与地下水转化;博河中游下段两侧山体基岩裂隙水来水量较大,影响87团电站引水渠–博乐水文站河段来水量,无法建立河段出溢率与河段来水量的拟合方程,因此选取干扰因素较少的博河中游中段昆得仑渠首–查乡大桥作为建立入渗率与来水量拟合方程的河段。其次,受地质条件影响,图尔根河进入洪积平原后,地表水逐渐向地下水转化,再加上水库、水渠等引水工程

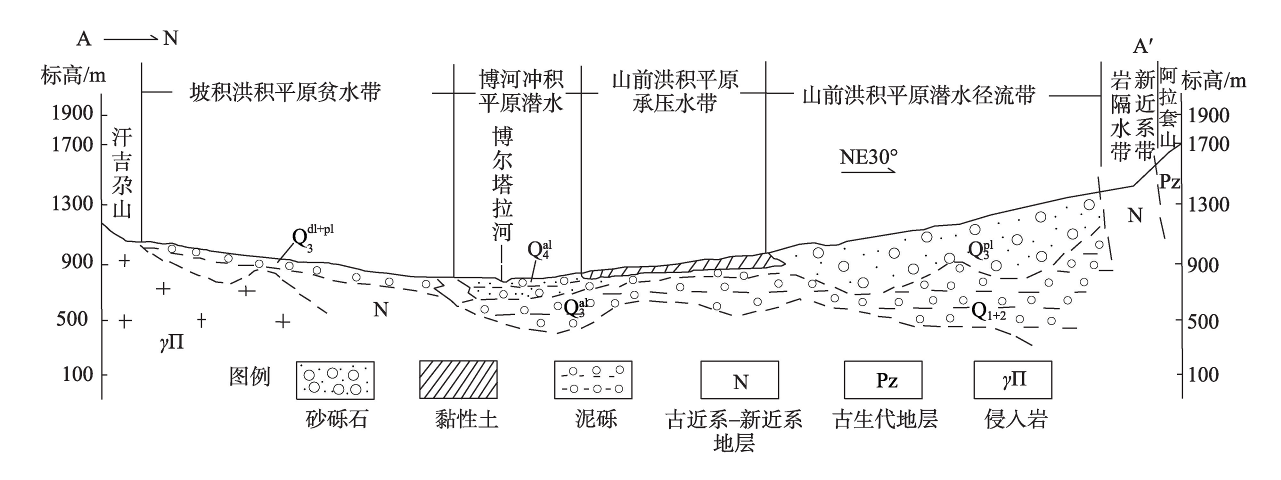


图8 博河谷地A-A’(哈日布呼)水文地质剖面

Fig. 8 Hydrogeological profile of A-A ' (Haribuhu) on the valley of Bortala River

的修建，造成其流量明显减小，甚至断流[11]，并不会影响入渗河段拟合方程的建立。

2.4.1 全年河段入渗率与来水量关系 将2021年12月—2022年11月逐日测流资料按照“旬”进行整体分析，建立河段入渗率与河段来水量拟合方程（图9，表3）。由图9可知，随着来水流量的增大，入渗率反而减小。经 SPSS 24 分析得到显著性 P=0.109，拟合优度 R^2=0.074，拟合效果较差。

2.4.2 不同季节河段入渗率与来水量关系 按全年分析，样本数据 n=36，样本量较大，未达到显著相关的拟合效果，因此，将测流数据按照不同季节拟合（图9，表3），分为春季（3—5月）、夏季（6—8月）、秋季（9—11月）、冬季（12—2月）。由图9可知，春季、夏季、秋季拟合的相关性极显著，P值均小于0.01；冬季拟合的相关性不显著，其原因为河道结冰，影响了河道流速，致使入渗率增大。

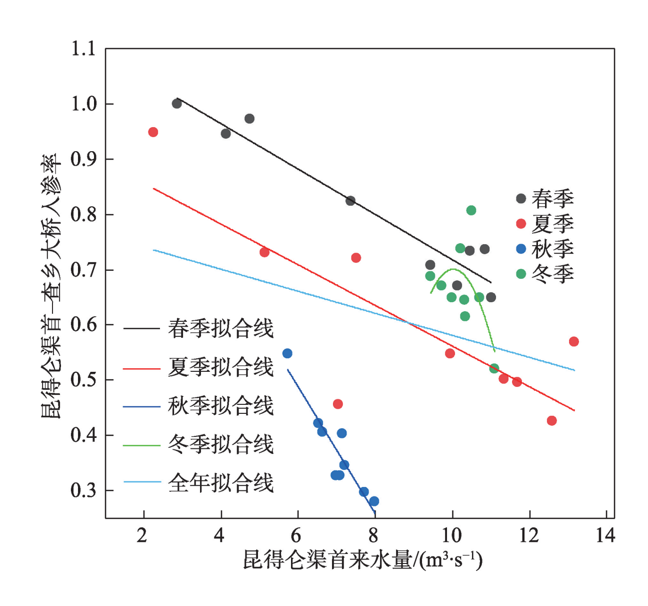


图9 全年与不同季节旬入渗率-来水量拟合

Fig. 9 The fitting diagram of infiltration rate and incoming water for ten days of the year and different seasons

表3 旬入渗率与来水量拟合方程

Tab. 3 Fitting equation between infiltration rate and runoff for ten days

时间	n	R^2	P	拟合方程
春季（3—5月）	9	0.936	<0.001	y=−0.041x+1.1281
夏季（6—8月）	9	0.656	0.008	y=−0.0368x+0.9296
秋季（9—11月）	9	0.867	<0.001	y=−0.1148x+1.1766
冬季（12—1月）	9	0.349	0.317	y=−0.1296x^2+2.5954x−12.298
全年	36	0.074	0.109	y=−0.02x+0.7805

3 结 论

以博河中游5个监测断面测流数据为研究对象，运用水文频率适线法与河道径流分析法对博河中游地表水与地下水转化进行定量分析，得出以下结论：

（1）5个监测断面来水量中，博乐水文站年来水量最多，为4.38×10⁸ m³；查乡大桥年来水量最少，为1.1×10⁸ m³。

（2）温泉水文站2022年来水频率为33.13%（偏枯年份，接近平水年份）；博乐水文站2022年来水频率为49.60%（平水年份）。即博河中游2021年12月1日—2022年11月30日来水基本处于平水年份的水平。

（3）博河中游上段，由于河谷基底隆起，地下水位抬升，地下水转化补给地表水，致使昆得仑渠首测流断面非灌溉期流量增大；中游中段昆得仑渠首-查乡大桥，由于独特的地形地貌、地层岩性、地质构造及水文地质条件，使地表水大量入渗补给地下水，入渗系数为0.67，单位河长耗水量为0.581 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-1}$，全年补给量为1.59×10⁸ m³；查乡大桥-87团电站引水渠地下水补给地表水量为8.73×10⁴ m³；中游下段，由于河床下部基岩面抬升和两岸洪积扇挤压使地下水径流断面明显减少，导致地下水位抬升，地下水再次补给地表水，非灌溉期地下水补给地表水量为1.49×10⁸ m³。博尔塔拉河中游河段共经历了3次地表水与地下水转化，总体表现为地下水溢出补给地表水。

（4）博河中游段入渗率与来水量呈显著负相关关系。

参考文献（References）：

[1] Wang H M, Jiao Y F, Hu B X. Study on Interaction between surface water and groundwater in typical reach of Xiaoqing River Based on WEP-L Model[J]. Water, 2023, 15(3): 492−507.

[2] 朱金峰, 刘悦忆, 章树安, 等. 地表水与地下水相互作用研究进展[J]. 中国环境科学, 2017, 37(8): 3002−3010. [Zhu Jinfeng, Liu Yueyi, Zhang Shu’an, et al. Review on the research of surface water and groundwater interactions[J]. China Environmental Science, 2017, 37(8): 3002−3010.]

[3] Hantush M M. Modeling stream-aquifer interactions with linear response functions[J]. Journal of Hydrology, 2005, 311(1): 59−79.

[4] 王文科, 杨泽元, 程东会, 等. 面向生态的干旱半干旱地区区域

地下水资源评价的方法体系[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(1): 159-167. [Wang Wenke, Yang Zeyuan, Cheng Donghui, et al. Methods of ecology-oriented groundwater resource assessment in arid and semi-arid area[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2011, 41(1): 159-167.]

[5] Harvey J W, Newlin J T, Krupa S L. Modeling decadal timescale interactions between surface water and ground water in the central Everglades, Florida, USA[J]. Journal of Hydrology, 2006, 320(3): 400-420.

[6] Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: A review[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2006, 10(6): 873-887.

[7] 王才川, 王文科, 张渊, 等. 河流—地下水水流模型研究进展[J]. 地下水, 2010, 32(6): 4-7. [Wang Caichuan, Wang Wenke, Zhang Yuan, et al. Development of the research on river-groundwater flow models[J]. Ground Water, 2010, 32(6): 4-7.]

[8] 党学亚, 张俊, 常亮, 等. 西北地区水文地质调查与水资源安全[J]. 西北地质, 2022, 55(3): 81-95. [Dang Xueya, Zhang Jun, Chang Liang, et al. Hydrogeological survey and water resources security in Northwest China[J]. Northwest Geology, 2022, 55(3): 81-95.]

[9] Wang Z T, Wang J P, Han J J. Spatial prediction of groundwater potential and driving factor analysis based on deep learning and geographical detector in an arid endorheic basin[J]. Ecological Indicators, 2022, 142(22): 1-14.

[10] Cao J, Kitanidis P K. Adaptive finite element simulation of Stokes flow in porous media[J]. Advances in Water Resources, 1998, 22(1): 17-31.

[11] 雷米, 周金龙, 张杰, 等. 新疆博尔塔拉河流域平原区地表水与地下水水化学特征及转化关系[J]. 环境科学, 2022, 43(4): 1873-1884. [Lei Mi, Zhou Jinlong, Zhang Jie, et al. Hydrochemical characteristics and transformation relationship of surface water and groundwater in the plain area of Bortala River Basin, Xinjiang[J]. Environmental Science, 2022, 43(4): 1873-1884.]

[12] 郝帅, 李发东, 李艳红, 等. 基于氢氧稳定同位素的艾比湖流域地表水与地下水转化关系[J]. 水土保持学报, 2021, 35(4): 172-177. [Hao Shuai, Li Fadong, Li Yanhong, et al. Transformation between surface water and groundwater in Ebinur Lake basin based on Hydrogen and Oxygen stable isotopes[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2021, 35(4): 172-177.]

[13] 秦国强. 温泉县城西地下水水源地可行性评价[J]. 地下水, 2020, 42(6): 35-36, 49. [Qin Guoqiang. Feasibility evaluation of west groundwater source in Wenquan County[J]. Ground Water, 2020, 42(6): 35-36, 49.]

[14] 丁启振, 雷米, 周金龙, 等. 博尔塔拉河上游河谷地区水化学特征及水质评价[J]. 干旱区研究, 2022, 39(3): 829-840. [Ding Qizhen, Lei Mi, Zhou Jinlong, et al. Hydrochemical characteristics and water quality assessment of groundwater and surface water in the upper valley of Bortala River[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(3): 829-840.]

[15] 刘景明, 丁建丽, 包青岭, 等. 基于同位素揭示艾比湖流域地下水特征[J]. 干旱区地理, 2023, 46(2): 201-210. [Liu Jingming, Ding Jianli, Bao Qingling, et al. Characteristics of groundwater in Ebinur Lake Basin using isotopes method[J]. Arid Land Geography, 2023, 46(2): 201-210.]

[16] 玛尔胡拜·牙生. 新疆天山西部主要河流水化学特征沿程变化研究——以伊犁河和博尔塔拉河为例[D]. 乌鲁木齐: 新疆师范大学, 2020. [Marhubai Yasheng. Hydrochemical Characteristics of Major Rivers in the Western Tianshan Mountains, Xinjiang: Take Ili River and Bortala River as Examples[D]. Urumqi: Xinjiang Normal University, 2020.]

[17] 戴建民. 博尔塔拉河中游径流变化原因分析[J]. 水资源研究, 2010, 31(1): 16-17, 35. [Dai Jianmin. Cause analysis of runoff change in midstream of Boertala River[J]. Water Resources Research, 2010, 31(1): 16-17, 35.]

[18] 赵顺阳, 王文科, 乔冈, 等. 地质构造对生态环境的控制作用分析——以博尔塔拉河为例[J]. 新疆地质, 2006, 24(1): 67-70. [Zhao Shunyang, Wang Wenke, Qiao Gang, et al. Analysis the control of geotectonic on flow and eco-environment in Bortala River[J]. Xinjiang Geology, 2006, 24(1): 67-70.]

[19] 曾庆江. 博尔塔拉谷地对径流的调节作用[J]. 干旱区地理, 1994, 17(4): 9-14. [Zeng Qingjiang. Regulation of Bortala Valley on runoff[J]. Arid Land Geography, 1994, 17(4): 9-14.]

[20] Dev Vikrant A, Eden Mario R. Formation lithology classification using scalable gradient boosted decision trees[J]. Computers and Chemical Engineering, 2019, 128(43): 392-404.

[21] Vereecken H, Döring U, Hardelauf H, et al. Analysis of solute transport in a heterogeneous aquifer: The Krauthausen field experiment[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2000, 45(3): 329-358.

[22] 杨海娇, 魏加华, 任倩慧. 柴达木盆地典型流域地表水—地下水转化关系及水化学特征[J]. 干旱区研究, 2022, 39(5): 1543-1554. [Yang Haijiao, Wei Jiahua, Ren Qianhui. Interaction between surface water and groundwater and hydrochemical characteristics in the typical watersheds of the Qaidam Basin[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(5): 1543-1554.]

[23] 张浪, 贺中华, 夏传花, 等. 基于河流出水量的区域水文干旱特征及其水文频率分析——以黔中水利枢纽工程区为例[J]. 科学技术与工程, 2021, 21(27): 11480-11489. [Zhang Lang, He Zhonghua, Xia Chuanhua, et al. Analysis of regional hydrological drought characteristics and hydrological frequency based on river water output: Taking Qianzhong water conservancy project area as an example[J]. Science Technology and Engineering, 2021, 21(27): 11480-11489.]

[24] 雷冠军, 王文川, 殷峻暹, 等. P-Ⅲ型曲线参数估计方法研究综述[J]. 人民黄河, 2017, 39(10): 1-7. [Lei Guanjun, Wang Wenchuan, Yin Junxian, et al. Review on study of parameter estimation methods on P-III curve[J]. Yellow River, 2017, 39(10): 1-7.]

[25] 雷冠军. P-Ⅲ型曲线参数优选及其不确定性研究[D]. 郑州: 华北水利水电大学, 2016. [Lei Guanjun. Research on the Optimization and Uncertainty of P-Ⅲ Type Curve Parameter[D]. Zhengzhou: North China University of Water Resources and Electric Power, 2016.]

[26] 李丽君, 张小清, 陈长清, 等. 近20 a塔里木河下游输水对生态

环境的影响[J]. 干旱区地理, 2018, 41(2): 238−247. [Li Lijun, Zhang Xiaoqing, Chen Changqing, et al. Ecological effects of water conveyance on the lower reaches of Tarim River in recent twenty years[J]. Arid Land Geography, 2018, 41(2): 238−247.]

[27] 阿孜古丽·卡哈尔, 阿不力克木·阿不力孜. 新疆水面蒸发量折算系数及时空分布分析[C]//中国水利学会2003学术年会论文集. 北京: 中国三峡出版社, 2003: 24−28. [Aziguri Kahar, Abrikmu Abrizi. Analysis of the conversion coefficient of water surface evaporation in Xinjiang[C]//Papers of 2003 Academic Annual Meeting of China Water Conservancy Society. Beijing: China Three Gorges Press, 2003: 24−28.]

[28] 乔治华. 新疆博尔塔拉河流域水文特征分析[J]. 地下水, 2019, 41(3): 160−161. [Qiao Zhihua. Hydrological characteristics of the Bortala River Basin in Xinjiang[J]. Ground Water, 2019, 41(3): 160−161.]

[29] 董新光, 郭西万. 新疆博尔塔拉河干流段地表水地下水转化关系的系统分析法[J]. 干旱区地理, 1996, 19(4): 45−50. [Dong Xinguang, Guo Xiwan. Systematic analysis method of transformational relationship between surface water and groundwater along main stream of the Bortala River in Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 1996, 19(4): 45−50.]

[30] 董新光, 郭西万, 邓铭江, 等. 新疆准噶尔盆地典型流域水资源系统优化配置研究[M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1997. [Dong Xinguang, Guo Xiwan, Deng Mingjiang, et al. Study on the Optimal Allocation of Water Resources System in Typical Basins of Junggar Basin in Xinjiang[M]. Urumqi: Xinjiang Science and Technology Health Publishing House, 1997.]

[31] 王月健. 干旱区湖泊流域水资源变化及其对生态安全的影响研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学, 2018. [Wang Yuejian. Study on the Influence of the Change of Water Resources and its Impact on Ecological Security in the Arid: An Example of Ebinur Lake Basin in Xinjiang[D]. Urumqi: Xinjiang University, 2018.]

[32] 陈志军, 张晶, 卡米拉, 等. 博尔塔拉河流域水文特性[J]. 水资源研究, 2007, 28(1): 25−28. [Chen Zhijun, Zhang Jing, Camilla, et al. Hydrological characteristics of Bortala River Basin[J]. Water Resources Research, 2007, 28(1): 25−28.]

Relationship and cause of surface water and groundwater transformation in the middle reaches of Bortala River, Xinjiang

GAO Fuxiang[1,2,3], XU Dongsheng[4], ZHOU Jinlong[1,2,3], ZHOU Long[1,2,3]

(1. College of Hydraulic and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural University, Urumqi 830052, Xinjiang, China;
2. Xinjiang Hydrology and Water Resources Engineering Research Center, Urumqi 830052, Xinjiang, China;
3. Xinjiang Key Laboratory of Hydraulic Engineering Safety and Water Disaster Prevention, Urumqi 830052, Xinjiang, China; 4. Zhongshui North Engineering Design & Research Co. Ltd., Tianjin 300222, China)

Abstract: The Bortala River Basin in Xinjiang is short of water resources and is unevenly distributed in time and space. It is important to quantitatively calculate the conversion rates of the surface water and groundwater in different reaches of the basin and as well as at different periods for the purposes of groundwater exploitation and replenishment and for the optimal allocation of water resources. Based on the daily flow measurement data from five monitored sections in the middle reaches of Bortala River from December 1, 2021, to November 30, 2022, Using river runoff analysis method, combined with the P-III distribution frequency curve, comparisons of water quantity between different monitoring sections, and hydrogeological cross-sections. The relationship between the infiltration rate and the runoff in the leaking river section was also fitted. The results showed that: (1) among the five monitoring stations, Bole Hydrology Station had the largest annual runoff, while Chaxiang Bridge had the smallest; (2) the runoff in the middle reaches of Bortala River was in a normal flow year year of 2022. (3) in the upper part of the middle reaches of the Bortala River, groundwater is converted to recharge surface water; The surface water in the section that runs from the Kundelun canal head to Chaxiang Bridge has a large amount of infiltration to recharge groundwater (infiltration coefficient: 0.67), and the infiltration rate was found to be significantly negatively correlated with the quantity of incoming water; In the lower part, groundwater spilled over the surface. The middle reaches of the Bortala River experienced three conversions of surface water and groundwater, with an overall performance of groundwater overflow supplementing surface water.

Keywords: surface water; groundwater; transformation relationship; river runoff analysis; Bortala River Basin